干旱区研究
ARID ZONE RESEARCH

doi:10.13866/j.azr.2018.06.09

黄河源区玛曲3次积雪过程能量平衡特征①

李丹华[1,2,3]， 文莉娟[2]， 隆 霄[3]， 陈世强[2]， 刘卫平[1]， 卢国阳[1]
(1. 西北区域气候中心,甘肃 兰州 730020; 2. 中国科学院西北生态环境资源研究院,甘肃 兰州 730000;
3. 兰州大学大气科学学院,甘肃 兰州 730000)

摘 要: 利用中国科学院黄河源区气候与环境综合观测研究站2011年12月至2012年3月的观测资料,对比分析了黄河源区玛曲3次积雪过程地表辐射和能量平衡特征,结果表明:受雪面较大反照率的影响,降雪后净辐射减小显著,3次降雪前、后净辐射分别为154、200、210 W·m^{-2}和93、129、130 W·m^{-2}。3次降雪后及融雪后,地—气能量交换受天气条件和土壤冻融状态的影响较大:第1次降雪后较低的气温和地表温度并没有影响冻结土壤原本就较弱的蒸发能力,潜热通量在降雪前、后及融雪后量值较小且相差不大;第2次降雪后的2月18日,较大的风速(≥4 m·s^{-1})和较强的太阳辐射加快了积雪的升华,潜热通量量值较大,日均值高达118 W·m^{-2},风速与潜热通量同步变化,且峰值同时出现(分别为15 m·s^{-1}和300 W·m^{-2}),积雪升华消耗能量使地表温度降低并低于气温,出现负感热通量,日均值为−8 W·m^{-2},峰值达−40 W·m^{-2},融雪后感、潜热通量很快达到降雪前的水平;第3次降雪后的2月29日至3月3日,浅层土壤温度由−1 ℃逐渐上升并维持在冻土可融化温度−0.18 ℃左右,冻土壤融化吸收热量,潜热通量与降雪前相比增加不明显,3月4日是积雪融化的最后一天,较湿的土壤和融雪水蒸发释放潜热,潜热通量较3月3日显著增大;积雪融化后,潜热通量受浅层土壤蒸发能力增强的影响较降雪前明显增大。

关键词: 积雪; 辐射; 感热通量; 潜热通量; 能量平衡; 玛曲; 黄河源区

青藏高原以其特殊的地形和地理位置,对区域乃至全球尺度上的能量、水分循环有重要的影响[1],同时青藏高原又是我国三大积雪区之一[2],在气候变暖的背景下,青藏高原积雪对区域气候存在显著的影响[3]。而青藏高原积雪对气候变化的影响和响应主要是通过地表辐射和能量收支来实现[4],因此,研究青藏高原上积雪对辐射和能量平衡的影响具有重要的意义。

积雪可以通过调整反照率影响辐射平衡,进而对能量平衡产生一定的影响[5],而雪面辐射和能量平衡特征会导致其上温度层结多为近中性和稳定状态[6-7]。积雪在消融的过程中,最能体现对辐射和能量平衡的影响[8-9],在冬、春季积雪消融过程中,早上气温较低,下午地表能量得到一定的累积,气温比早上高,积雪消融速率较快,从而对早晚的地表反照率有不同的影响,使地表反照率的"V"形向左倾[10],进一步影响到辐射和能量平衡以及近地层一些气象要素的日变化特征[11]。

积雪影响地—气能量交换主要是因为积雪较低的热导率,不同的积雪厚度和下垫面覆盖类型对雪面辐射和能量交换有不同的影响。当雪深<20 cm时,地表通过向大气发射长波辐射损失能量,地表温度受雪深和气温的影响较大;当雪深≥20 cm时,地表向大气的长波辐射冷却有所减小,地表温度对气温的影响减弱;当雪深>40 cm时,地面温度趋于定值,地表对大气的长波辐射冷却可忽略不计[12]。当积雪厚度增加时,由于气温和地表温度的相互影响程度减弱,夜晚大气稳定性呈现出增加趋势,而白天正午大气由中性到不稳定的情况略有增加[13],在一些特殊地表和天气条件下,还会形成独特的天气现象,例如当北冰洋雪面上的近地层冷空气和北极高空较强的暖湿气流作用时,会形成逆温、逆湿以及强风切变[14]。不同下垫面积雪能量和辐射平衡特征有所不同:积雪表面净短波辐射、潜热通量以及雪表面总能量在阴坡林冠下小于阳坡开阔地[15];有雪后森林、草地地表反照率比裸地低,地表接受的能量较多,从而加速积雪融化[16];雪层温度是表征积雪能量高低的一个重要指标,高培等[17]研究了新疆西天

① **收稿日期:** 2017-12-18; **修订日期:** 2018-01-26
基金项目: 国家自然科学基金项目(91637107,41475011,41275014)和中德中心国际合作项目(GZ1259)共同资助
作者简介: 李丹华(1991-)女,助理工程师,主要从事陆面过程与气候预测方面研究. E-mail: 18093184011@163.com
通讯作者: 陈世强. E-mail: csq@lzb.ac.cn

山不同下垫面雪物理特性发现,雪层平均温度林地最高,草地次之,水泥路面最低;灌丛[18]一方面会增加积雪厚度,另一方面阻碍积雪的升华/融化,对雪层和雪底层的温度有重要的影响,也进一步影响积雪能量和辐射平衡特征。

青藏高原由于恶劣的气候条件,观测资料较为缺乏,目前开展的积雪方面的相关观测研究还相对较少[19-22]。基于此,本文利用中国科学院黄河源区气候与环境综合观测研究站玛曲站2011年12月至2012年3月的观测数据,研究积雪对青藏高原高寒草甸区地表辐射和能量收支的影响。

1 研究区域及资料

1.1 观测站点描述

中国科学院玛曲黄河源区气候与环境综合观测研究站(102°08.439′E,33°53.232′N)位于甘肃省甘南玛曲县河曲马场草场内(海拔3 423 m),秋季观测场及周围草场比较茂盛,冬季在降雪量较少的情况下,积雪呈不规则的斑块状分布。玛曲县地处甘南西南部,在青藏高原东北边缘地带,甘、青、川3省交界处,被称为黄河第一弯曲部。玛曲县独特的地理位置使得该地气候属于高寒湿润型,年平均气温在1.1 ℃左右,平均地表气压在640 hPa左右,由于气温较低,所以每年降雪的时间较长。

1.2 资料介绍

选用玛曲站2011年12月至2012年3月的观测资料和气象局降水资料进行分析。观测塔(表1)的采样时间间隔是10 min。观测项目有空气温度、风向风速(2.35,4.20,7.17,10.13,18.15 m)、土壤温/湿度(-5,-10,-20,-40,-80,-160 cm)。感、潜热通量由涡动相关系统观测得到,涡动相关系统(表2)的观测项目主要有三维风速、CO_2/水汽、空气温/湿度、大气压、光和有效辐射、土壤热通量、土壤温度,采样时间间隔为30 min。实验开始前不同高度仪器被放在同一高度进行对比研究,仪器精度良好。同时在数据分析前,剔除了观测数据的异常值和缺测值。

表1 微气象观测仪器及其架设/埋设位置

Tab.1 The micro meteorological observation instruments and their locations

观测项目	仪器名称	架设/埋设位置
向上、向下长、短波辐射	CNR1	1.5 m
空气温度	HMP45C	2.35,4.2,7.17,10.13,18.15 m
风向风速	Wind Sonic	2.35,4.2,7.17,10.13,18.15 m
土壤温度	107L,Campbell	-5,-10,-20,-40,-80,-160 cm
土壤湿度	CS616,Campbell	-5,-10,-20,-40,-80,-160 cm

表2 涡动相关系统各观测仪器和架设高度

Tab.2 The observation instruments of eddy covariance system and their locations

观测项目	仪器	高度/深度
三维风速	CSAT3,Compbell	3.2 m
CO_2/水汽	LI7500,LI-COR	3.2 m
空气温、湿度	HMP45C,Vaisala	3.2 m
大气压	CS105,Vaisala	1 m
光合有效辐射	LI109SB,LI-COR	1.5 m
土壤热通量	HFP01,Hukeflux	-2,-7 cm
土壤温度	107L,Campbell	-1,-3,-5,-7 cm

1.3 波文比能量平衡法

波文比能量平衡法是Bowen于1926年提出的,根据能量守恒定律,地表接受的能量等于支出的能量,能量平衡方程为:

$$Rn = LE + H + G \quad (1)$$

式中:Rn为净辐射($W \cdot m^{-2}$);G为土壤热通量;H为感热通量;LE为潜热通量,本文中H、LE都是观测得到。

波文比(简称B)是某一界面上感热通量与潜热通量的比值,还可以表示为垂直方向上温度梯度和湿度梯度的函数。

$$B = H/LE \quad (2)$$

2 积雪对地表辐射和能量平衡的影响

2.1 3次积雪过程反照率

地表反照率的大小与下垫面类型、植被覆盖率、太阳高度角、大气状况等因素有关,一天中正午太阳高度角最大,反照率较低,最能反映一天中地表的反射情况。积雪具有较大的地表反照率,全年正午反照率最大值出现在积雪期,因此,选择观测期内正午反照率>0.4的2 d及2 d以上的时段作为一次积雪过程来考虑。利用地表反照率变化特征确定了3次积雪过程,如图1所示,3次积雪过程分别为1月3—6日,2月17—18日,2月29至3月4日。玛曲气象局台站降水资料显示,这3次过程的降雪分别发生在1月2日夜晚,2月17日白天,2月28日夜晚和29日白天,降水量分别是3.3、3.3、2.2、1 mm。

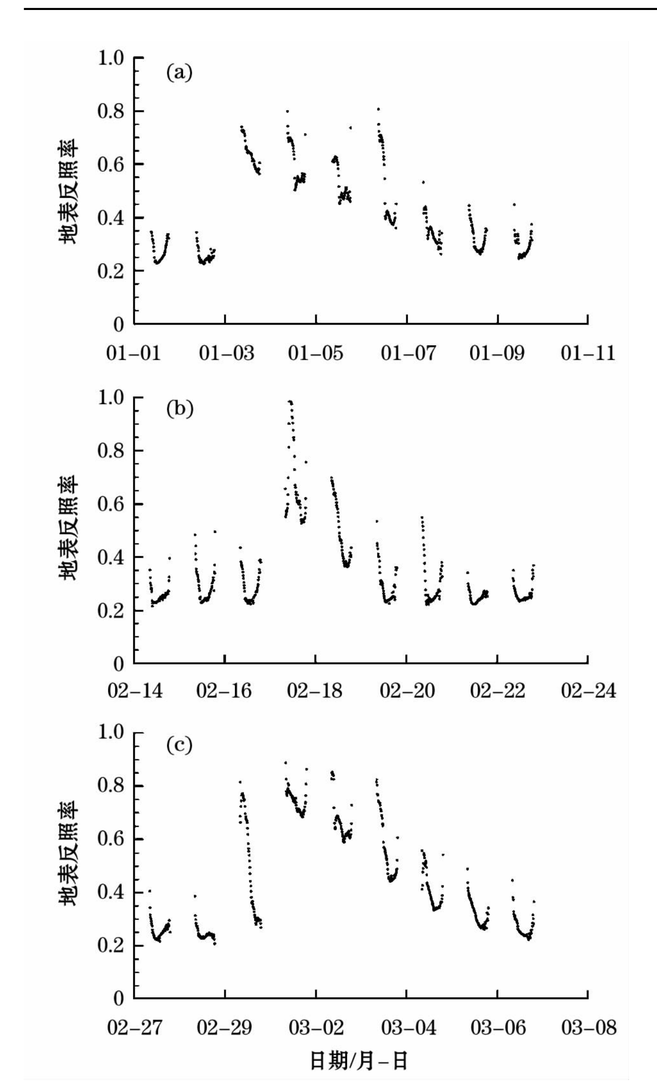


图1　2011年12月至2012年3月玛曲3次积雪过程前后反照率

Fig. 1　The albedo values before and after three snow cover processes at Maqu Station during the period from December 2011 to March 2012

2.2　积雪对辐射平衡的影响

图2是3次降雪前后向上、下长短波辐射(图2a、2b、2c)和净长、短波辐射(图2d、2e、2f),第1次降雪前、后典型晴天向下短波辐射日均值分别为331、333 W·m^{-2},日峰值分别为654、761 W·m^{-2}。第2次降雪前、后典型晴天向下短波辐射日均值分别为381、453 W·m^{-2},日峰值分别为795、972 W·m^{-2}。第3次降雪前、后典型晴天日均值分别为398、507 W·m^{-2},日峰值分别为885、1 150 W·m^{-2}。3次降雪后典型晴天的太阳辐射日均值较降雪前分别增加了2、72、109 W·m^{-2},日峰值增多了147、250、469 W·m^{-2}。不论是从日均值还是日峰值看,3次降雪后典型晴天向下短波辐射值都比降雪前晴天大,这可能是因为降雪过程的发生减少了大气中的气溶胶含量,同时地表积雪还会吸附近地层的悬浮颗粒物,使大气中的气溶胶含量进一步减少,从而使大气对太阳辐射的散射和吸收减弱。

受积雪高反照率的影响,地表有积雪覆盖以后反射的短波辐射与降雪前相比增大显著,3次降雪前典型晴天向上短波辐射日峰值分别为157、202、219 W·m^{-2},占向下短波辐射日峰值的24%、25%和25%,降雪后晴天分别为304、450、548 W·m^{-2},占向下短波辐射日峰值的40%、46%和48%。3次降雪后向上短波辐射占向下短波辐射的比例比降雪前分别增加了16%、21%和23%。

地面发射的长波辐射一般要大于大气长波辐射,所以净长波辐射方向朝上,平均为150 W·m^{-2}左右,降雪后地表温度降低,平均减小6 ℃左右,向上长波辐射与降雪前比也有所减小,平均减小100 W·m^{-2}。降雪后气温降低,向下长波辐射减小,平均减小50 W·m^{-2},向上的净长波辐射在降雪后减小比较显著,其值在100 W·m^{-2}左右。净辐射是近地层的主要能量来源,3次降雪前晴天净辐射日均值分别为154、200、210 W·m^{-2},降雪后减小为93、129、130 W·m^{-2},分别为降雪前净辐射的60%、65%和62%。降雪后,净短波辐射的减小量为100 W·m^{-2}左右,净长波辐射的减小量也在100 W·m^{-2}左右,净辐射主要随着净短波辐射的减小而减小。降雪后随着反照率的逐渐减小,净辐射逐渐增大。积雪融化后,净辐射量和降雪前大致相同。

2.3　积雪对能量交换的影响

2.3.1　积雪对感热(H)、潜热通量(LE)交换的影响　由图3和表3可知,降雪前白天地表吸收太阳辐射加热大气,感热通量基本为正值,感热通量均值为99 W·m^{-2}左右,峰值可达270 W·m^{-2}。第1次和第3次降雪后白天感热通量减小显著,降雪后平均达33 W·m^{-2};第2次降雪后净辐射虽然比第1次大,但白天感热通量日均值是负值,为−8 W·m^{-2}。3次积雪融化以后,随着积雪的融化,感热通量逐渐向降雪前的量值恢复。受不同天气条件和土壤冻融状态的影响,3次降雪前、后潜热通量变化有所差异。第1次降雪后土壤正处于冻结期,浅层土壤(5 cm和10 cm,下同)湿度较小且与降雪前相比几乎没有差异,虽然净辐射、地表温度、土壤温度与降雪前相比减小显著,但并没有影响冻结土壤原本就较弱的蒸发能力,潜热通量与降雪前基本一致。

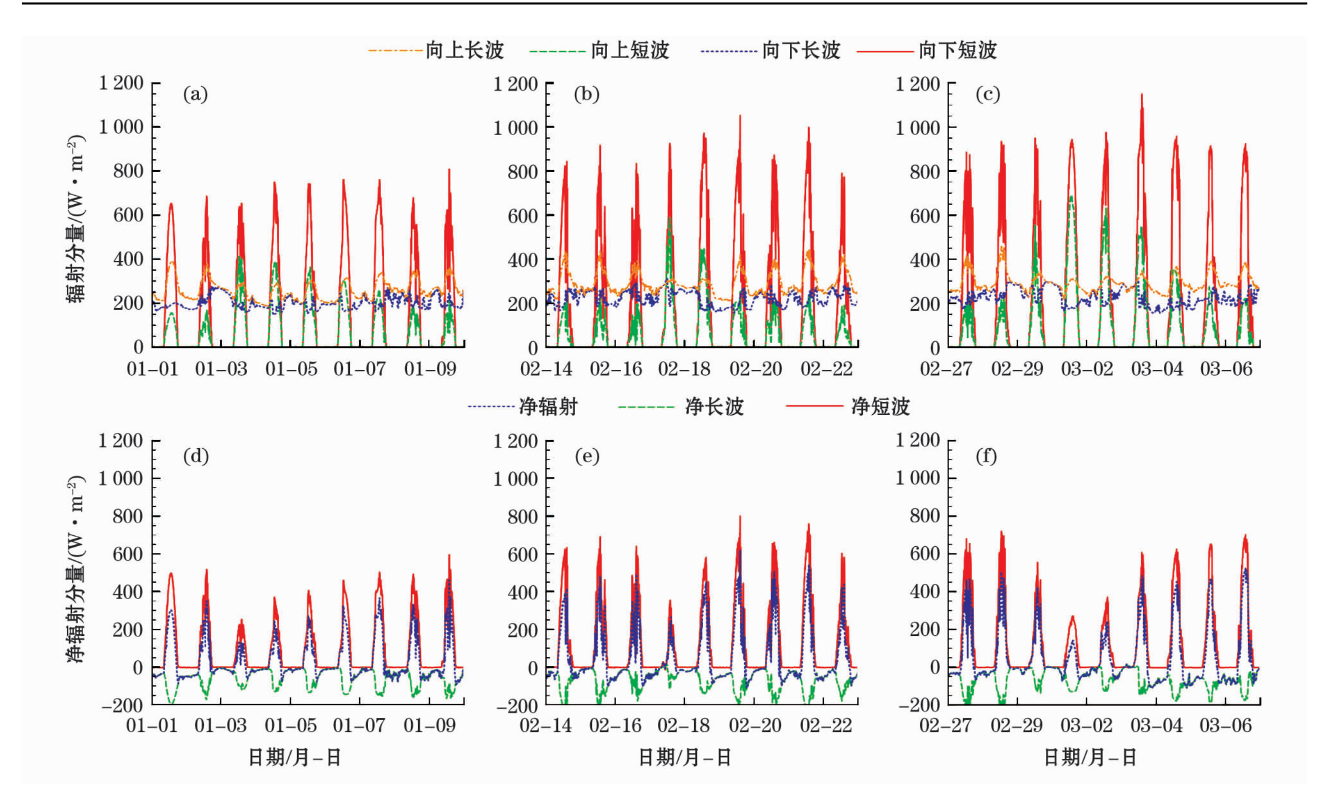


图 2　2011 年 12 月至 2012 年 3 月玛曲 3 次积雪过程向上、下长短波辐射和净辐射

Fig. 2　The upward and downward longwave and shortwave radiation and net radiation before and after three snow cover processes at Maqu Meteorological Station during the period from December 2011 to March 2012

融雪后,随着净辐射增大,地表温度和土壤温度升高,地—气饱和水汽压差有所增大,潜热通量略微增加。第 2 次降雪后风速较大,从 12:00 以后风速以 4.3 $m \cdot s^{-1} \cdot h^{-1}$的速度增加,最大达到 15 $m \cdot s^{-1}$,随后又以 2.6 $m \cdot s^{-1} \cdot h^{-1}$的速度减小。较大的风速直接或间接的造成地—气饱和水汽压差增大(分析见 2.3.2),导致释放的潜热通量较大,日均值达到 118 $W \cdot m^{-2}$,相比于降雪前的 25 $W \cdot m^{-2}$增大显著,相较于第 1 次和第 3 次降雪后 18 $W \cdot m^{-2}$的潜热通量日均值增大异常。第 2 次降雪后,由于雪层较薄,气温和地表温度很快恢复到降雪前的量值,潜热通量与降雪前相当。第 3 次降雪后的 2 月 29 日至 3 月 3 日,浅层 5 cm 和 10 cm 土壤温度由 -1 ℃逐渐增加,并维持在土壤可融化温度 -0.18 ℃左右,浅层土壤湿度增加显著,土壤融化吸收大量的能量,降雪后净辐射减小,地—气饱和水汽压差较小,用于潜热通量交换的能量与降雪前相比增加不明显。3 月 4 日是积雪融化的最后一天,潜热通量通过积雪升华、融雪水蒸发、土壤水汽蒸发等一系列物理释放过程,与 3 月 3 日相比增大显著,3 月 4 日以后,随着积雪的融化,净辐射增加,裸露在大气中较湿的土壤水汽蒸发,与大气发生比较强烈的潜热通量交换。

3 次降雪后净辐射是逐渐增加的,第 1 次降雪后的 1 月 4—6 日,在白天净辐射比第 3 次降雪后的 3 月 1—3 日小的情况下,1 月 4—6 日感、潜热通量之和峰值分别为 150.3、101.8、136.8 $W \cdot m^{-2}$,3 月 1—3 日的峰值分别为 72.4、96.3、134.1 $W \cdot m^{-2}$,第 1 次降雪后感、潜热通量之和与第 3 次相当。这主要是因为第一次降雪后土壤处于冻结状态,第三次降雪后土壤开始融化吸收大量的热量,同时积雪底层的融雪水下渗到浅层土壤导致融雪水蒸发量减小,所以用于感、潜热通量交换的能量比第 1 次小。第 2 次降雪后受天气条件(2.3.2 详述)的影响,感、潜热通量之和在 3 次降雪后达到最大。另外,3 次积雪融化以后的感、潜热通量之和也是逐渐增加的。

图 4 是利用感、潜热通量的日均值计算的 3 次降雪前、后的波文比。可以看出,第 1 次降雪前的 1 月1—2 日,波文比为 7 左右,降雪后的 3—6 日,其值降低至 3 左右;第 2 次和第 3 次降雪前波文比平均为 5、7,降雪后平均为 1、2。3 次降雪前、后波文比基本都大于 1,能量交换主要以感热通量交换为主,降雪后感热通量交换在能量交换中占的比例减小。

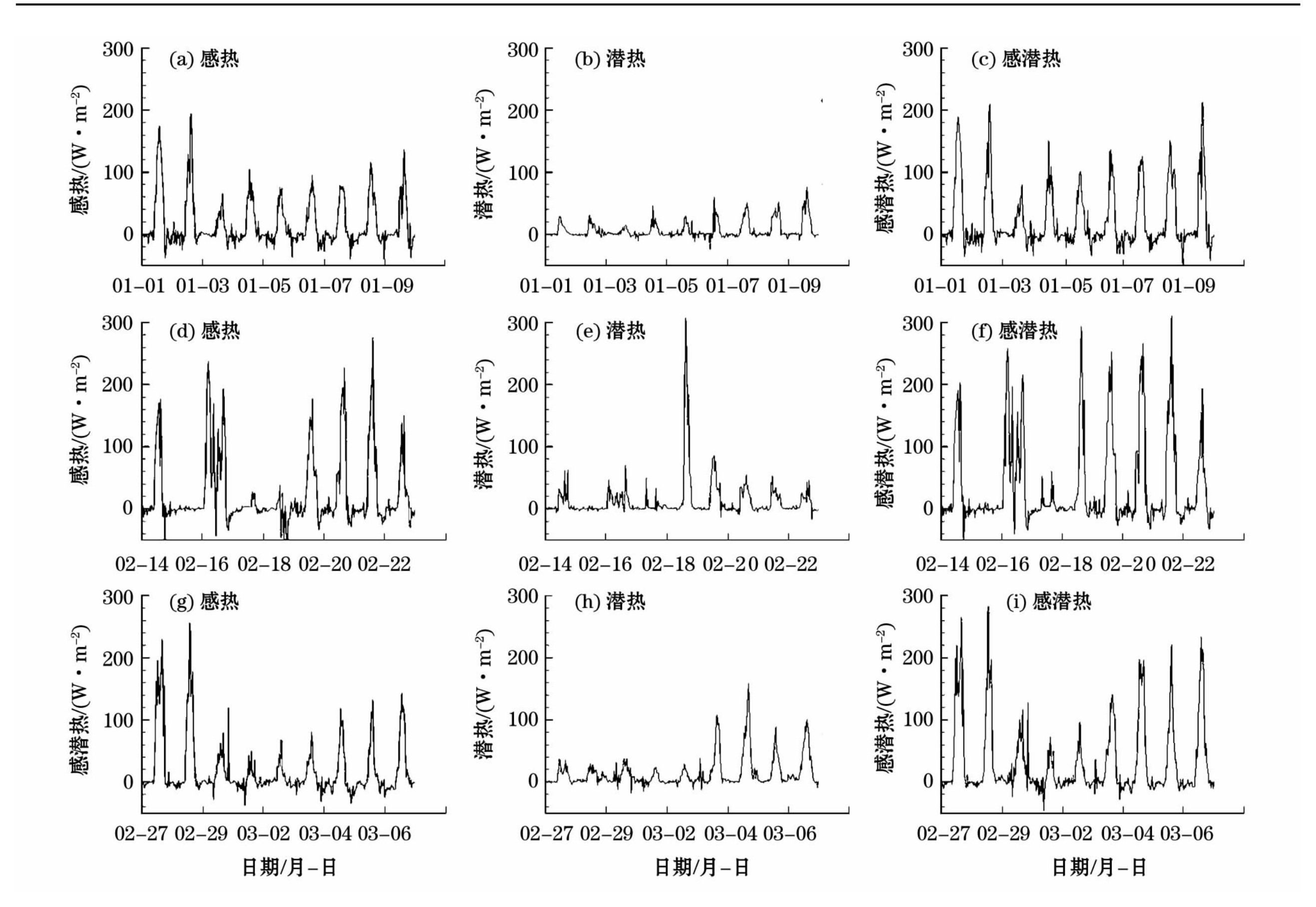


图3　2011年12月至2012年3月玛曲3次降雪前、后感热、潜热及感潜热之和

Fig. 3　The sensible heat flux and latent heat flux as well as their sum before and after three snow cover processes at Maqu Station during the period from December 2011 to March 2012

表3　2012年12月至2013年3月玛曲3次降雪前、后感潜热日均值

Tab. 3　The average values of sensible heat flux and latent heat flux as well as their sum at Maqu Station during the period from December 2011 to March 2012

	第1次			第2次			第3次		
	降雪前	降雪后	融雪后	降雪前	降雪后	融雪后	降雪前	降雪后	融雪后
感热/(W·m^{-2})	92	40	53	76	-8	98	130	26	48
潜热/(W·m^{-2})	13	13	31	25	118	25	21	24	41
感潜热之和/(W·m^{-2})	105	53	84	101	110	123	151	50	89

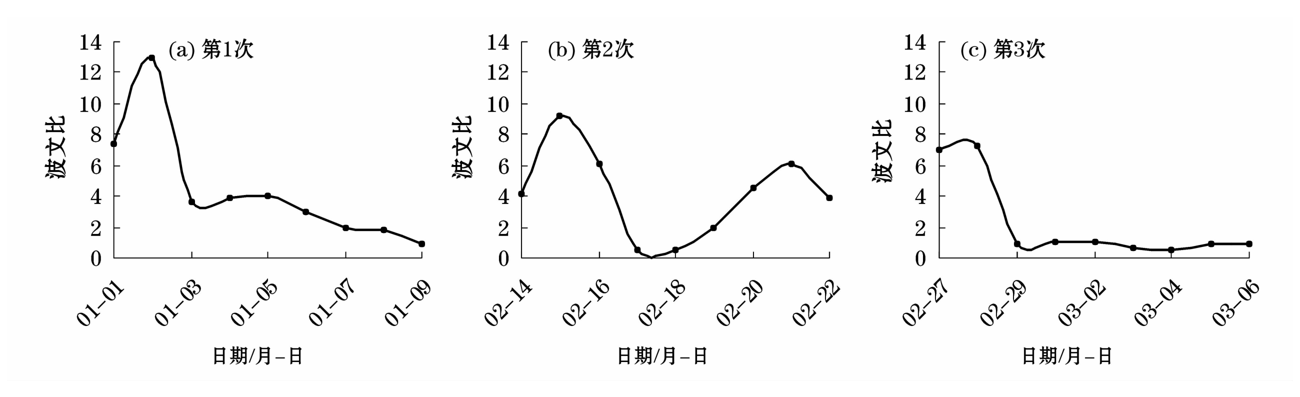


图4　2011年12月至2012年3月玛曲3次降雪前后波文比

Fig. 4　The Bowen ratio before and after three snow cover processes at Maqu Station during the period from December 2011 to March 2012

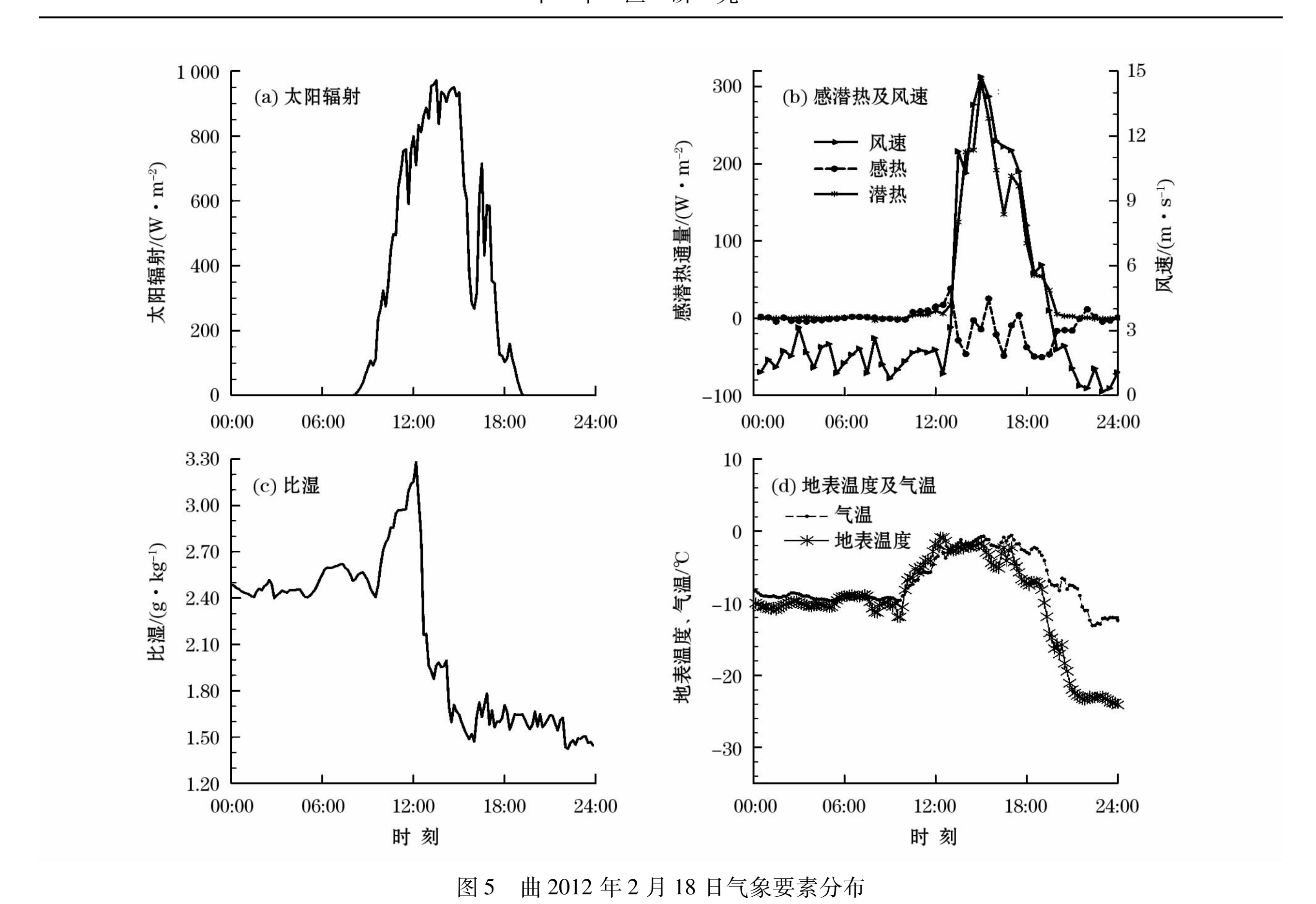


图 5 曲 2012 年 2 月 18 日气象要素分布

Fig. 5 Distribution of meteorological factors at Maqu Station on February 18, 2012

2.3.2 2 月 18 日负感热原因分析 从图 5 可以看出,2 月 18 日 09:00—12:00,地表温度和气温随着太阳辐射的增加而逐渐增大,比湿也逐渐增大。到 12:00 左右,太阳辐射增大至 800 $W \cdot m^{-2}$,比湿增至 3.3 $g \cdot kg^{-1}$。12:00 以后,太阳辐射依然增加,最大达到 950 $W \cdot m^{-2}$,风速从 2 $m \cdot s^{-1}$迅速增大,到 15:00 达到了 15 $m \cdot s^{-1}$,这段时间内,比湿在 12:00 达到峰值后随着风速的增大迅速减小,减小至 1.8 $g \cdot kg^{-1}$,这是因为空气较强的流动性,使大气中的水汽被带走,大气变得干燥,造成地—气饱和水汽压差增大,从而使潜热增大,日均值高达 118 $W \cdot m^{-2}$,风速与潜热通量同步变化,相关系数达到 95%,风速峰值(15 $m \cdot s^{-1}$)与潜热通量峰值(300 $W \cdot m^{-2}$)同时出现。地表温度低于气温,大气向地表输送热量,感热通量为负值,平均为 −8 $W \cdot m^{-2}$,峰值达到 −40 $W \cdot m^{-2}$。

2.3.3 积雪对浅层土壤冻融的影响 图 6 是 3 次降雪前、后地表温度和气温以及浅层土壤(5,10 cm)温、湿度随时间变化。3 次降雪前,地表温度日最高值比气温日峰值偏大 5 ℃左右,日最低值比气温偏小 4 ℃左右,这是因为白天地表吸收太阳辐射,近地层大气主要依靠地表发射的长波辐射来加热,气温随高度降低,夜晚,气温随高度升高。当地表有积雪覆盖时,地表温度和气温日最高值几乎一致,只不过地表的最低温度大于气温的最低值。从 12 月到来年 3 月,随着气温和土壤冻融状态的不同,积雪对土壤温度和土壤含水率表现出不同的影响。第 1 次积雪过程中,日最高温度在降雪前和积雪融化以后都是 5 cm 处土壤温度大于 10 cm 处,偏大 2.0 ℃左右。当地表有积雪覆盖时的 1 月 3—5 日土壤温度 5 cm≤10 cm,平均偏小 0.15 ℃左右,其中 1 月 3 日偏小程度最为显著,偏小幅度为 0.2 ℃左右,这主要是因为有积雪覆盖时,地表温度不但受积雪覆盖减少到达地表长波辐射的影响,还受积雪升华吸热的影响而较低。被传递到 5 cm 处的土壤热量要向下散热,5 cm 处土壤温度日最高值小于 10 cm 处。这一现象在第 2 次积雪过程中也有表现,且与第 1 次略有差别,2 月 17 日土壤日最高温度 5 cm 处与10 cm处基本相等,这可能是因为第 2 次过程的雪层较薄。第 3 次积雪过程中,土壤温度

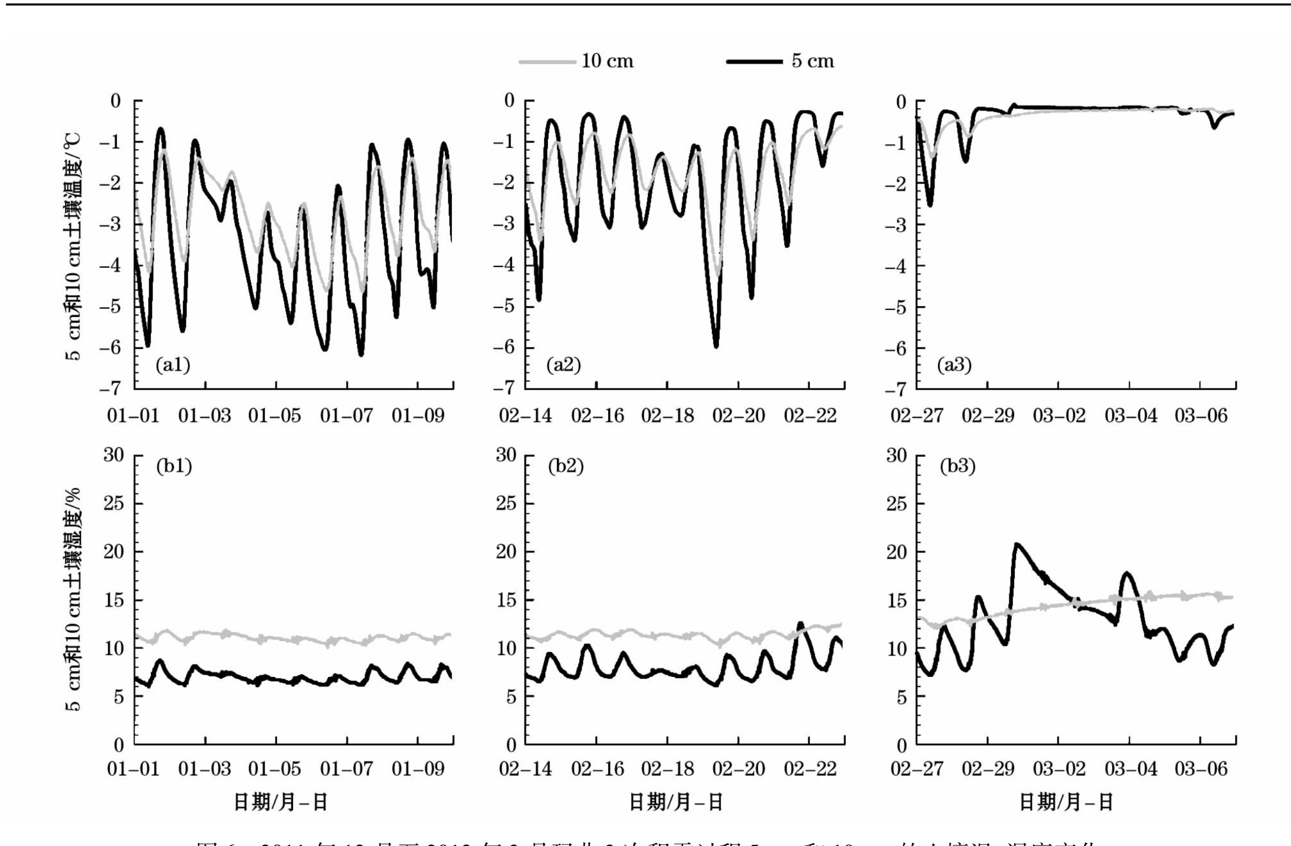


图 6　2011 年 12 月至 2012 年 3 月玛曲 3 次积雪过程 5 cm 和 10 cm 的土壤温、湿度变化

Fig. 6　Variation of soil temperature and humidity at depths of 5 cm and 10 cm before and after three snow cover processes at Maqu Station during the period from December 2011 to March 2012

变化与前两次有所不同,地表有积雪以后 5 cm 与 10 cm 土壤温度基本保持一致,无明显日变化,维持在 0 ℃,这说明正处于土壤的融化期。

第 1 次和第 2 次积雪过程发生在土壤冻结期,土壤湿度对土壤温度的响应比较明显,除了白天,10 cm处的土壤温度高于 5 cm 处,同时,10 cm 处土壤的含水率大于 5 cm 处,偏大幅度达到 6% 左右。有积雪的 1 月 3—6 日和 2 月 17—18 日,5 cm 处土壤含水率比无积雪时偏小,第 1 次过程偏小约 1% ,第 2 次偏小 2% 左右,这是因为积雪过程中随着气温的降低使得土壤温度降低幅度较大。第 3 次过程中,10 cm 处土壤湿度日变化特征不明显,且呈逐渐增加的趋势,由于融雪水下渗和冻土融化,5 cm 处土壤湿度在有雪后 2 月 29 至 3 月 1 日增大了 15% ,尤其是 3 月 1 日增大幅度最大。到 3 月 4 日由于有积雪融化,土壤湿度增大了 5% 左右。第 3 次积雪过程中冻土已经开始融化,土壤含水率主要受积雪融化水的影响而变化,受土壤温度的影响较小。

3　结 论

(1) 净辐射是地表能量的主要来源,它随着反照率的增大而减小。向上、下长波辐射变化趋势较为一致,且向下长波辐射小于向上长波辐射,地表有积雪以后,地表温度降低,气温随之减小,对应的向上、向下长波辐射和净长波辐射也有所减小。

(2) 青藏高原黄河源区不同土壤冻融状态和不同天气条件对雪面能量交换有不同的影响,当积雪过程发生在土壤完全冻结的 1 月份时,气温和土壤温度降低对土壤水分的蒸发能力几乎没有影响,潜热通量与降雪前几乎一致;当积雪过程发生在土壤开始融化的 3 月份时,虽然净辐射和气温要高于第 1 次降雪后,但土壤融化要吸收大量热量,3 月 1—3 日,感潜热通量之和与第 1 次降雪后相当;当第 2 次积雪过程雪面上太阳辐射和风速较大时,潜热通量与风速同步变化,增大显著,潜热通量峰值(300 W · m^{-2})和风速峰值(15 m · s^{-1})同时出现,而感热通量为负,峰值可达 -40 W · m^{-2},这主要是因为太阳辐射较强,较大的风速使得近地层大气较为干燥,地—气间水汽交换较强烈,所以潜热通量较大,地表积雪的升华造成地表温度较低,所以出现负感热通量。

(3) 3 次降雪前、后波文比都大于 1,这说明高

原地区冬季能量交换主要以感热交换为主,降雪后波文比显著减小,感热通量交换在能量交换中所占的比重有所减小。

(4)第1次和第2次降雪前、后,土壤温度和土壤湿度都有明显的日变化,降雪后5 cm处的土壤温度日变化比10 cm的明显,同时,降雪后5 cm的土壤湿度有所减小。第3次降雪后土壤温、湿度与前两次不同,其土壤温度没有明显的日变化,虽然积雪厚度在不断减小,但仍然在 -0.12 ℃上下波动,5 cm处的土壤湿度对积雪融化的响应比较敏感,10 cm处的土壤水分蒸发缓慢,土壤湿度呈线性增加的趋势。

参考文献(References):

〔1〕 朱玉祥,丁一汇.青藏高原积雪对气候影响的研究进展和问题〔J〕.气象科技,2007,35(1):1-8.〔Zhu Yuxiang,Ding Yihui. Influence of snow cover Tibetan Plateau on weather and climate advance and problems〔J〕. Meteorological Science and Technology, 2007,35(1):1-8.〕

〔2〕 李栋梁,王春学.积雪分布及其对中国气候影响的研究进展〔J〕.大气科学学报,2011,34(5):627-636.〔Li Dongliang, Wang Chunxue. Research progress of snow cover and its influence on China Climate〔J〕. Transactions of Atmospheric Sciences, 2011,34(5):627-636.〕

〔3〕 肖林,车涛.青藏高原积雪对气候反馈的初步研究〔J〕.遥感技术与应用,2015,30(6):1 066-1 075.〔Xiao Lin,Che Tao. Preliminary study on snow feedback to the climate system in the Tibetan Plateau〔J〕. Remote Sensing Technology and Application, 2015,30(6):1 066-1 075.〕

〔4〕 王澄海,董安祥,王式功,等.青藏高原积雪与西北春季降水的相关特征〔J〕.冰川冻土,2000,22(4):340-346.〔Wang Chenghai,Dong Anxiang,Wang Shigong,et al. The correlation between precipitation in northwest China during spring and snow depth in the Tibetan Plateau〔J〕. Journal of Glaciology and Geocryology,2000,22(4):340-346.〕

〔5〕 魏文寿,秦大河,刘明哲,等.中国西北地区季节性积雪的性质和结构〔J〕.干旱区地理,2001,24(4):310-313.〔Wei Wenshou,Qin Dahe,Liu Mingzhe,et al. Properties and structure of the seasonal snow cover in the northwest regions of China〔J〕. Arid Land Geography,2001,24(4):310-313.〕

〔6〕 Hicks B B, Martin H C. Atmospheric turbulent fluxes over snow〔J〕. Bound Layer Meteor,1972,2(4):496-502.

〔7〕 Smeets C J P P,Duynkerke P G,Vugts H F. Observed wind profiles and turbulence fluxes over an ice surface with changing surface roughness〔J〕. Boundary-Layer Meteorology, 1999, 92(1): 101-123.

〔8〕 秦艳,刘志辉,乔鹏.基于能量平衡的融雪期雪层水热过程研究〔J〕.沙漠与绿洲气象,2010,4(5):11-15.〔Qin Yan, Liu Zhihui, QiaoPeng. The process of water and heat transfer in snow layer during snowmelt period based on energy balance theory〔J〕. Desert and Oasis Meteorology,2010,4(5):11-15.〕

〔9〕 陆恒,魏文寿,刘明哲,等.融雪期天山西部森林积雪表面能量平衡特征〔J〕.山地学报,2015,33(2):173-182.〔Lu Heng, Wei Wenshou, Liu Mingzhe, et al. The characteristic of energy budget on snow surface beneath picea schrenkiana forest in the west Tianshan Mountains of China during snowmelt period〔J〕. Journal of Mountain Science,2015,33(2):173-182.〕

〔10〕 张强,孙昭萱,王胜.黄土高原定西地区陆面物理量变化规律研究〔J〕.地球物理学报,2011,54(7):1 727-1 737.〔Zhang Qiang,Sun Zhaoxuan,Wang Sheng. Analysis of variation regularity of land-surface physical quantities over Dingxi Region of the Loess Plateau〔J〕. Chinese Journal of Geophysics,2011,54(7):1 727-1 737.〕

〔11〕 田静,陈晓飞.积雪对地面热状况的影响〔J〕.水土保持科技情报,2003(5):27-29.〔Tian Jing,Chen Xiaofei. Effect of snow cover on the thermal state of the ground〔J〕. Scientific and Technical Information of Soil and Water Conservation,2003(5):27-29.〕

〔12〕 王秀琴,卢新玉,王金凤.不同积雪深度下地面温度与雪面温度的相关〔J〕.气象科技,2013,41(6):1 068-1 072.〔Wang Xiuqin, Lu Xinyu, Wang Jinfeng. Relation between snow surface and ground temperature at different snow depths〔J〕. Meteorological Science and Technology,2013,41(6):1 068-1 072.〕

〔13〕 卢盼盼,吴晓庆.雪面上光学湍流的测量与估算〔J〕.强激光与粒子束,2009,21(5):667-671.〔Lu Panpan,Wu Xiaoqing. Estimation and measurements of optical turbulence over snow〔J〕. High Power Laser and Particle Beams,2009,21(5):667-671.〕

〔14〕 卞林根,陆龙骅,张占海,等.北冰洋浮冰站大气边界层结构的观测研究〔J〕.极地研究,2006,18(2):87-97.〔Bian Lingen, Lu Longhua,Zhang Zhanhai,et al. Analysis of structure of atmospheric layer in ice camp over arctic ocean〔J〕. Polar Research, 2006,18(2):87-97.〕

〔15〕 李晶,刘时银,张勇.天山南坡科契卡尔巴西冰川消融期雪面能量平衡研究〔J〕.冰川冻土,2007,29(3):366-373.〔Li Jing,Liu Shiyin,Zhang Yong. Snow surface energy balance over the ablation period on the keqicar baxi glacier in the Tianshan mountains〔J〕. Journal of Glaciology and Geocryology, 2007, 29(3):366-373.〕

〔16〕 张伟,沈永平,贺建桥,等.阿尔泰山融雪期不同下垫面积雪特性观测与分析研究〔J〕.冰川冻土,2014,36(3):491-499.〔Zhang Wei,Shen Yongping,He Jianqiao,et al. Snow properties on different underlying surfaces during snow-melting period in the Altay Mountains:Observation and analysis〔J〕. Journal of Glaciology and Geocryology,2014,36(3):491-499.〕

〔17〕 高培,魏文寿,刘明哲,等.新疆西天山积雪稳定期不同下垫面雪物理特性对比〔J〕.兰州大学学报(自然科学版),2012,48(1):15-19.〔Gao Pei,Wei Wenshou,Liu Mingzhe,et al. Contrastive analysis of snow characteristics of heterogeneous surface in the stable periods in the west Tianshan of Xinjiang〔J〕. Journal of Lanzhou University(Natural Sciences),2012,48(1):15-19.〕

〔18〕 刘章文,陈仁升,宋耀选.寒区灌丛与积雪关系研究进展〔J〕.冰川冻土,2014,36(6):1 582-1 590.〔Liu Zhangwen,Chen Rensheng,Song Yaoxuan. Advance in study of the relationship between shrub and snow cover in cold regions〔J〕. Journal of Glaciology and Geocryology,2014,36(6):1 582-1 590.〕

〔19〕 王少影,张宇,吕世华,等.玛曲高寒草甸地表辐射与能量收支的季节变化〔J〕.高原气象,2012,31(3):605-614.〔Wang Shaoying,Zhang Yu,Lv Shihua,et al. Seasonal variation character-

istics of radiation and energy budgets in alpine meadow ecosystem in maqu grassland[J]. Plateau Meteorology,2012,31(3):605－614.]

[20] 焦洋,游庆龙,林厚博,等.1979—2012年青藏高原地区地面气温时空分布特征[J].干旱区研究,2016,33(2):283－291.[Jiao Yang, You Qinglong, LinHoubo, et al. Spatiotemporal distribution of surface temperature over the Qinghai-Tibetan Plateau from 1979 to 2012[J]. Arid Zone Research,2016,33(2):283－291.]

[21] 穆艾塔尔·赛地,丁建丽,阿不都·沙拉木,等.天山北坡山区流域融雪径流模拟研究[J].干旱区研究,2016,33(3):636－642.[Muattar Saydi, Ding Jianli, Abudu Shalamu, et al. Simulation of snowmelt runoff in the catchments on Northern slop of the tianshan mountains[J]. Arid Zone Research, 2016, 33(3): 636－642.]

[22] 马虹,刘一峰,胡汝骥.天山季节性积雪的能量平衡研究和融雪速率模拟[J].地理研究,1993,12(1):87－93.[Ma Hong, Liu Yifeng, Hu Ruji. Energy baiance and snowmelt simulation of seasonal snow in the western Tianshan Moutains[J]. China Geographical Research,1993,12(1):87－93.]

Energy Balance During Three Snow Cover Processes at Maqu in the Headwaters of the Yellow River

LI Dan-hua[1,2,3], WEN Li-juan[2], LONG Xiao[3], CHEN Shi-qiang[2], LIU Wei-ping[1], LU Guo-yang[1]

(1. *Northwest Regional Climate Center*, *Lanzhou* 730020, *Gansu*, *China*;
2. *Northwest Institute of Eco-environment and Resources*, *Chinese Academy of Sciences*, *Lanzhou*, 730000, *Gansu*, *China*;
3. *College of Atmospheric Sciences*, *Lanzhou University*, *Lanzhou* 730000, *Gansu*, *China*)

Abstract: In this study, the meteorological data observed at Maqu Station for Climate and Environment Integrated Research, Chinese Academy of Sciences during the period from December 2011 to March 2012 were used. The purposes of the study were to compare and analyze the surface radiation and energy balance in three snow cover processes under the different conditions of soil freezing and thawing as well meteorological conditions in the headwaters of the Yellow River. The results showed that the net radiation was decreased significantly after snowfall, and the net radiations before and after snowfall were 154, 200 and 210 $W \cdot m^{-2}$ and 93, 129 and 130 $W \cdot m^{-2}$ respectively. After three times of snowfall and snowmelt, the ground-air energy exchange was strongly affected by weather conditions and soil freezing and thawing: After the first snowfall, the low temperature and land surface temperature did not affect the weak evaporation capacity of frozen soil, the latent heat flux and its difference before and after snowfall and snowmelt were low. On February 18 after second snowfall, the high wind speed ($\geqslant 4\ m \cdot s^{-1}$) and strong solar radiation accelerated the sublimation of snow cover, the latent heat flux was high with a daily average of 118 $W \cdot m^{-2}$, the wind speed and latent heat flux changed synchronously, and their peak values of 15 $m \cdot s^{-1}$ and 300 $W \cdot m^{-2}$ occurred simultaneously. The sublimation energy consumption of snow cover reduced the surface temperature and was lower than the air temperature, and a negative sensible heat flux occurred with a daily average of $-8\ W \cdot m^{-2}$ and a peak value of $-40\ W \cdot m^{-2}$. After snowmelt, the latent heat flux and sensible heat flux reached their levels before snowfall. During the period from February 29 to March 3 after the third time of snowfall, the shallow soil temperature was gradually increased from -1 ℃ and maintained at -0.18 ℃, the frozen soil absorbed heat, the increase of latent heat flux was not significant compared with that before snowfall. March 4 was the last day of snowmelt, latent heat was released from damp soil and snowmelt water evaporation, the latent heat flux was increased significantly compared with that on March 3. After snowmelt, the effect of shallow soil evaporation capacity on the latent heat flux was increased significantly compared with that before snowfall.

Key words: snow cover; radiation; sensible heat; latent heat; energy balance; Maqu; headwaters of the Yellow River